Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada



BALANCE ESTACIONAL DE CALOR EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

TESIS MAESTRIA EN CIENCIAS

RUBEN CASTRO VALDEZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, SEPTIEMBRE DE 1992.

<u>RESUMEN</u> de la Tesis de Rubén Castro Valdez presentada como requisito parcial para la obtención del grado de <u>MAESTRO EN</u> <u>CIENCIAS en OCEANOGRAFIA</u> con opción en <u>OCEANOGRAFIA FISICA</u>. Ensenada, Baja California. México. Septiembre de 1992.

BALANCE ESTACIONAL DE CALOR EN EL GOLFO DE CALIFORNIA.

Resumen aprobado por:

nuir

Dr. Miguel F. Lavín P. Director de Tesis.

En este estudio se estima el balance estacional de calor del Golfo de California, en la capa superficial hasta los 400 m, y despreciando el intercambio de calor con capas más profundas. El Golfo se divide en 11 sectores a lo largo de su longitud, cuyo contenido de calor se obtuvo de un banco de datos hidrográficos (1939-1988) con los que se formó un ciclo anual, eliminando los años influenciados por el fenómeno de El Niño Oscilación Austral (ENOA). El flujo neto de calor a través de la superficie oceánica es calculado con promedios mensuales de datos meteorológicos (de varias fuentes) y la temperatura de la superficie del mar de los promedios mensuales en los sectores. El balance de calor proporciona una estimación del transporte horizontal de calor, mensualmente, sector a sector, desde la cabeza del Golfo hasta la boca.

La razón de cambio del contenido de calor indica un calentamiento de la capa superficial desde mediados de febrero a fines de agosto, alcanzando el máximo de mayo a junio en la región central; el enfriamiento máximo ocurre entre noviembre y diciembre en la misma región.

El promedio anual del flujo neto de calor superficial está dirigido hacia el mar en todo el Golfo, con un promedio global de 83 Wm⁻². Los valores máximos de la señal estacional ocurren en los sectores centro y sur, de mayo a julio. Solamente hay pérdida de calor superficial desde la cabeza hasta la cuenca de Guaymas incluyendo la región de las islas. El promedio anual de la evaporación es mayor en el norte (1 m año⁻¹) que en el sur (0.6 m año⁻¹).

El balance estacional de calor indica que el calor ganado por la superficie es exportado hacia el Pacífico (de agosto a principios de marzo), con un flujo máximo en la boca en noviembre con ~ 48 TW, equivalente a un flujo superficial de ~ 300 W m⁻². El Océano Pacífico inyecta calor al Golfo de mediados de marzo a fines de julio con el valor más alto en mayo en la boca, de ~ 20 TW.

TESIS DEFENDIDA POR: RUBEN CASTRO VALDEZ Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITE:

aun

DR. MIGUEL FERNANDO LAVIN PEREGRINA.- Director del Comité

Jari Juni Ochen de Ma Tone

DR. JØSE LUIS OCHOA DE LA TORRE.- Miembro del Comité

M.C. JOSE GPE. ACOSTA CHANG .- Miembro del Comité

DR. PEDRO RIPA.- Miembro del Comité

GUSTAND QUURHEZ

M.C. LUIS GUSTAVO ALVAREZ SANCHEZ.- Jefe Depto. Oceanografía Física

DR. LUIS EDUARDO CALDERON AGUILERA. - Director de Estudios de Posgrado

11 DE SEPTIEMBRE DE 1992

CENTRO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y DE EDUCACION SUPERIOR DE ENSENADA

DIVISION DE OCEANOLOGIA DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFIA FISICA

BALANCE ESTACIONAL DE CALOR EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta:

RUBEN CASTRO VALDEZ

Ensenada, Baja California, septiembre de 1992.

DEDICATORIA

A Dios, que es luz.

A la memoria de mi padre, a mi madre: por su amor, apoyo, confianza y enseñanzas.

A Martha por nuestro amor y tiempos grandiosos.

A Liliana, Evelyn, R. Alan y Erick: que son el complemento de mi existir.

A Fausto, C. Alfredo y J. Antonio: por el cariño y amistad de hermano que es insustituible.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Miguel Lavín por su dirección, apoyo y consejos en la presente tesis.

Al Dr. Pedro Ripa por sus valiosas ideas y comentarios en el cálculo del balance de calor, así como por la revisión del escrito de la tesis.

Al Dr. J. Luis Ochoa y al M. C. J. Gpe. Acosta Chang por sus comentarios y revisiones que ayudaron a mejorar este trabajo.

Al M. C. G. Marinone por darme la opurtunidad de iniciar con el éste trabajo, por sus enseñanzas, ideas y ayuda en la realización de programas.

A la Facultad de Ciencias Marinas por su apoyo en la continuación de la tesis, en especial a la administración de la Oc. Lupita García de B.

Al personal de CICESE que ha colaborado en la realización de cruceros en el Golfo de California y en la formación del banco de datos oceanográficos.

Al Servicio Meteorolólogico Nacional por haber facilitado la información meteorológica de las estaciones costeras utilizadas en este trabajo.

A CONACYT por su apoyo en el financiamiento de beca en mis estudios en el CICESE.

A mis amigos Ricardo Castro, L. Felipe Navarro, L. Abraham Dominguez, Asdrúbal Martinez y Reginaldo Durazo por su amistad, compañerismo y estímulo en todo momento.

A S. Sanchez y Victor Godinez, por su amistad y ayuda en la realización e impresión de algunas gráficas.

A los maestros del Area de Física de la FCM por compartir ideas y formar parte del equipo de trabajo.

A todas las personas que de alguna u otra forma me apoyaron.

A mi esposa e hijos por su paciencia y apoyo.

A Hugo, María del Carmen, Hugo R. Arce y familia, Gloria Elsa y Julia: por la unión familiar, apoyo y buenos consejos.

GRACIAS.

CONTENIDO

I

II

IV

V

Página INTRODUCCION 1 BASE DE DATOS Y METODOLOGIA 7 II.1 Contenido de Calor 11 II.2 Flujos de calor a través de la superficie 19 del mar II.3 Balance de Calor 22 III RESULTADOS 27 III.1 Contenido de Calor 27 III.2 Flujo neto de calor a través de la 32 superficie del mar III.3 Balance: El transporte horizontal de calor 36 DISCUSION 41 CONCLUSION 51 LITERATURA CITADA 52 APENDICE 1 57

LISTA DE FIGURAS

Figura	<u>Página</u>
 Localización del área de estudio. Se muestrar los sectores en que se dividió el Golfo de California para el cálculo de balance de calor y las estaciones meteorológicas. 	3
 Distribución de estaciones hidrográficas en los sectores para los diferentes cruceros y meses a lo largo del Golfo de California. 	9
3. Ejemplo de obtención del perfil promedio de temperatura T(x,z,t), utilizando lances de febrero de 1939 y 1957 en la boca del Golfo. Símbolo: observaciones. Línea contínua: perfil ajustado.	10
4. Variación del índice $\Gamma(x,z)$ contra profundidad. Para 400 m; en x= 2 es 0.01, x= 3 es 0.03, x= 5 es 0.03, x= 6 es 0.02, x= 7 es 0.03 y x= 9 es 0.02.	16
5. Perfiles de temperatura (promedio) para el sector 10. Símbolos: ajustes.	18
6. Variación estacional del contenido de calor en la capa superficial de 400 m para cada sector. Línea contínua: ajuste estacional por cuadrados mínimos sin incluir los lances de ENOA. Símbolos: incluyendo lances durante episodios de ENOA.	28
7. Razón de cambio del contenido de calor (dH/dt, Wm ⁻²) en la capa superficial de 400 m en el Golfo de California. Positivo indica calentamiento. En la parte inferior se presenta el promedio cada cinco días en todo el Golfo. En la parte izquierda la amplitud (línea quebrada) y la fase (símbolo) para cada sector.	31

LISTA DE FIGURAS (Continuación)

Figura

- 8. Flujo neto de calor a través de la superficie del mar (Q, Wm⁻²) en el Golfo de California. Positivo indica ganancia de calor. En la parte inferior se presenta el promedio cada cinco días en todo el Golfo. En la parte izquierda la amplitud (línea quebrada), la fase (símbolo) y el promedio anual (línea contínua) para cada sector.
- 9. Variación espacial del promedio anual de evaporación en el Golfo de California. ET: este trabajo; RO: Roden (1964); L&O: Lavin y Organista (1988); BRAY: Bray (1988a); R&M: Ripa y Marinone (1989); PADEN: Paden (1990).
- 10. Divergencia del transporte horizontal de calor debido a advección-difusión (D, Wm⁻²) en la capa superficial de 400 m en el Golfo de California. Positivo indica ganancia de calor. En la parte inferior se presenta el promedio cada cinco días en todo el Golfo. En la parte izquierda la amplitud (linea quebrada), la fase (símbolo) y el promedio anual (línea contínua) para cada sector.
- 11. Transporte horizontal de calor debido a advección-difusión (R, TW) en la capa superficial de 400 m en el Golfo de California. Positivo indica flujo hacia la boca. En la parte inferior se presenta el promedio cada cinco días en todo el Golfo. En la parte izquierda la amplitud (línea quebrada), la fase (símbolo) y el promedio anual (línea contínua) para cada sector.
- 12. Variación espacial del promedio anual del flujo neto de calor superficial (Q₀) en el Golfo de California. ET: este trabajo; L&O: Lavin y Organista (1988); BRAY: Bray (1988a); R&M: Ripa y Marinone (1989); PADEN: Paden (1990).

35

33

42

37

Página

LISTA DE TABLAS

Tabla

Página

8

- I. Formación del ciclo anual con cruceros de distintos años en el Golfo de California. Se muestra el número de lances para cada mes. El simbolo (*) indica ENOA.
 - II. Distribución de los lances hidrográficos para cada sector y mes en el Golfo de California. El valor encerrado con el simbolo () indica ENOA. 12
 - III. Años en que fueron tomados los promedios mensuales de las variables Meteorológicas por el Servicio Meteorológico Nacional, las cuales son utilizadas para el cálculo de los flujos de 20 calor.
- IV. Varianza explicada para el ajuste estacional del contenido de calor H(x,t) y el flujo neto de calor superficial Q(x,t).

BALANCE ESTACIONAL DE CALOR EN EL GOLFO DE CALIFORNIA I INTRODUCCION

Los océanos y la atmósfera constituyen un sistema que recibe e intercambia energía radiante del sol. La relativamente baja capacidad calorífica del aire limita al calor almacenado estacionalmente en la atmósfera; la hidrósfera, por otro lado, es parcialmente transparente a radiación de onda corta, tiene una gran capacidad calorífica y está en constante movimiento, por lo que juega un papel dominante en el balance estacional de calor (Bryan y Schroeder, 1960).

Muchos estudios del balance de calor en el océano han mostrado que el cambio en el contenido de calor de una porción de la capa superior, no es igual al intercambio neto de calor a través de la superficie, lo que significa que el calor puede ser incrementado o perdido en la columna de agua a través de procesos que no ocurren en la superficie del océano (Emery, 1976). Por lo tanto para estimar el balance de calor de una región, es necesario evaluar el calor almacenado en la columna (o en un volumen), los flujos de calor a través de la interfase aire-mar, así como los cambios advectivos o difusivos.

El Golfo de California, el único mar marginal del océano Pacífico subtropical oriental. Está situado entre los estados de Sonora y Sinaloa por el Este, la Península de Baja California por el Oeste y al Sur con el Océano Pacífico donde tiene comunicación abierta (Fig. 1). Tiene una longitud de aproximadamente 1100 km, un ancho promedio de 150 km, un área de 160 000 km² y un volumen de 1.2 X 10¹⁴ m³.

Dada su importancia como fuente de recursos y como laboratorio natural de estudios oceanográficos, el Golfo de California ha sido objeto de una serie de investigaciones que datan desde finales del siglo pasado (Alvarez, 1983), lo cual no significa que se conozca totalmente su dinámica.

El Golfo de California por tener comunicación abierta con el Pacífico tiene influencia de éste, sin embargo, por ser un mar semiencerrado presenta una variabilidad propia debida al forzamiento atmosférico local: calentamiento y esfuerzo del viento (Marinone, 1988).

En los últimos años, algunas regiones del Golfo de California han sido sujetas a estudios relacionados con intercambios de energía calorífica; a continuación se citan algunos resultados:

Roden y Emilsson (1979) realizaron la primera estimación en el golfo de flujos de calor a través de la interfase aire-mar, encontrando un flujo neto de calor por radiacion solar sin considerar nubosidad, que varía de 200 a 380 Wm⁻² de invierno a verano, una tasa de evaporación en la región central del golfo



Figura 1. Localización del área de estudio. Se muestran los sectores en que se dividió el Golfo de California para el cálculo del Balance de Calor y las estaciones meteorológicas

del orden de 1.3 m año⁻¹ con un mínimo en verano y un máximo en invierno, también estimaron en la parte norte del golfo un flujo de calor latente de -300 Wm^{-2} .

Organista-Sandoval (1987) y Lavín y Organista (1988) evalúan el ciclo estacional de los flujos de calor a través de la interfase aire-mar en el norte del Golfo de California, basándose en datos meteorólogicos costeros de 8 años, encontrando una ganancia de calor en promedio anual de 69 Wm⁻² en regiones costeras y 83 Wm⁻² en regiones profundas, y una evaporación promedio de 0.9 m año⁻¹. Este valor encontrado de evaporación es mucho menor de 10 que se suponía en el Golfo. Organista-Sandoval (1987) en su balance de calor encuentra que hay un transporte de calor de las regiones más someras de la parte norte hacia las más profundas.

Palacios (1988) y Figueroa y Palacios (1991) estiman los flujos de calor y momentum a través de la interfase aire-mar, utilizando datos meteorológicos e hidrográficos de 11 cruceros oceanográficos, encontrando en los meses estudiados que el Golfo gana más calor neto en verano que en invierno y no pierde calor en ningún mes estudiado.

Bray (1988) analiza la circulación termohalina del Golfo de California con datos de 14 cruceros oceanográficos, desde la cabeza hasta la línea Guaymas-Santa Rosalía (Fig. 1). En sus

resultados menciona que el Golfo de California es una cuenca de evaporación (0.9 m año⁻¹) en comunicación con el Pacífico y difiere de otras, como el Mediterráneo y el Mar Rojo, porque experimenta una ganancia neta de calor de la atmósfera, con un promedio anual de 20 a 50 Wm^{-2} . Discute que existe un balance de sal y calor entre las agua del Pacífico y el Golfo, por lo que debe entrar agua más fría y dulce y salir agua más caliente y salada. Encuentra que los perfiles de los flujos promedios tienen la salida entre los 50 y 250 m y la entrada entre los 250 y 500 m; la capa superficial de 0-50 m fluye hacia el sur en invierno y al norte en verano, de acuerdo a los vientos dominantes.

Ripa y Marinone (1988) analizan datos de 17 cruceros oceanográficos en la cuenca de Guaymas y datos meteorológicos costeros. Encuentran que el Golfo central en su interacción con la atmósfera gana calor y pierde agua por la superficie durante todo el año, con un promedio anual de 113 Wm⁻² y 0.58 m año⁻¹ respectivamente.

Paden (1990) en su estudio de mareas y forzamiento atmosférico de la capa superficial del Golfo de California, encuentra que el Golfo Norte gana calor (71 Wm⁻² en promedio anual), con su máxima ganacia en el Canal de Ballenas y Salsipuedes, donde la temperatura superficial es

consistentemente fría. Además la fuerte mezcla de marea transfiere calor hacia abajo de la columna de agua, manteniendo temperaturas bajas en la superficie.

6

El objetivo de este estudio es evaluar en un ciclo anual en todo el Golfo de California, el calor almacenado hasta una profundidad donde la señal estacional es observada, los flujos de calor a través de la interfase aire-mar así como el transporte de calor horizontal y la divergencia de calor horizontal debido a advección y difusión, estableciendo así el balance estacional de calor.

II BASE DE DATOS Y METODOLOGIA

Para evaluar el contenido de calor en un volumen es necesario contar con los datos de temperatura y salinidad. Se utilizan datos de 38 cruceros oceanográficos realizados en el golfo de California entre 1939 y 1988 (Tabla I), en diferentes meses del año con aproximadamente 2000 lances. Como el enfoque del estudio es estacional, se formó un ciclo anual con datos de distintos años, eliminando años influenciados por el fenómeno de El Niño-Oscilación Austral (ENOA).

Los lances hidrográficos están irregularmente distribuidos a lo largo y ancho del Golfo. En este estudio se dividió el Golfo en 11 sectores (Fig. 1), cada uno de 99.3 km (a excepción del sector 11) a lo largo del Golfo. El área superficial de cada sector varía con la forma de las costas. En la figura 2 y la Tabla I se presenta la distribución espacio-temporal de los lances hidrográficos. Es notable la ausencia de datos en enero y julio.

Los lances que caen en cada cuadro de la rejilla se interpolan a profundidades estándar utilizando como ajuste un "spline" cúbico, para formar así un lance promedio de temperatura representativo por sector (Fig. 3), se calcula también su desviación estándar a cada profundidad estándar.

Tabla	I.	Formación del ciclo anual con cruceros de distintos	į.
		anos en el Golfo de California. Se muestra el número	j j
		de lances para cada mes. El símbolo (*) indica ENOA.	

MES	AÑO	BUQUES	LANCES
FEBRERO	1939 1956 1957 1988 1972-73	E. W. Scripps Black Douglas Horizon De Steiguer IIO	13 20 54 26 20
MARZO	1939 1970 1983 1984 1985 1988 1972-73	E. W. Scripps A. Agassiz El Puma New Horizon De Steiguer IIO	34 28 (*) 66 86 7 11 20
ABRIL	1956 1957 1959 1970 1984 1985	Black Douglas Black Douglas S. F. Baird A. Agassiz New Horizon	36 35 (*) 16 15 27 70
МАУО	1959 1960 1965 1967 1984 1972-73	S. F. Baird New Horizon IIO	(*) 10 5 9 4 72 17
JUNIO	1957 1969 1982 1972-73	Stranger El Puma IIO	50 6 79 15
AGOSTO	1957 1967 1969 1972-73	Stranger	(*) 50 2 13 14
SEPTIEMBRE	1971 1986 1972-73	El Puma	88 97 5
OCTUBRE	1961 1967 1974 1981 1983 1972-73	H. M. Smith A. Agassiz M. Matamoros M. Matamoros IIO	23 11 91 52 (*) 38 32
NOVIEMBRE	1961 1963 1967 1972 1974 1974 1979 1984	H. M. Smith A. Agassiz New Horizon	17 9 4 (*) 80 4 46 22 85
DICIEMBRE	1956 1984 1986 1972-73	New Horizon El Puma	12 77 69 17



Figura 2. Distribución de estaciones hidrográficas en los sectores para los diferentes cruceros y meses al lo largo del Golfo de California



Figura 3. Ejemplo de obtención del perfil promedio de temperatura T(x,z,t), utilizando lances de febrero (1939 y 1957). Simbolo: observaciones. Línea contínua: perfil ajustado.

. . ×

De esta forma la temperatura promedio queda especificada para cada cuadro de la rejilla como

$$T(x,z,t) \tag{1}$$

donde x representa cada sector desde 1 (la boca) a 11 (la cabeza) a lo largo del golfo, z es la profundidad estándar y t el mes. Los datos faltantes para un tiempo dado fueron interpolados linealmente en la horizontal.

El mismo análisis anterior se hace para la salinidad, para el cálculo de densidad en el contenido de calor.

Los cruceros realizados en años en que tuvieron lugar eventos de ENOA, de acuerdo a Baumgartner y Christensen (1985) y Robles y Marinone (1987), marcados con un asterísco en la Tabla I y un () en la Tabla II, fueron analizados aparte para observar su efecto en el contenido de calor.

II.1 Contenido de Calor

El contenido de calor para cada sector y mes se calcula usando la expresión:

$$H(x,t) = \int_{v} \rho C_{p} T(x,z,t) dv.$$
⁽²⁾

Este se midió en Joules; C_p es el calor específico, el cual se calcula con las fórmulas de Millero et al. (1973), ρ es

Tabla II. Distribución de los lances hidrográficos para cada sector y mes en el Golfo de California. Los números encerrados con () indican ENOA.

	1	1	T	1	1	T	1	1	1	1		T
Sector X	E	F	M	A	M	J	J	A	S	0	N	D
1 Boca		19	(8)	24	11	7		7		1 (1)	(15)	1
2		7	9 (9)	16	1	6	ż			10 (16)	2 (13)	1
3		10	5 (12)	21	2	6		6		8 (8)	6 (9)	1
4		8	15 (8)	10	2					9 (15)	16 (11)	1
5		12	27 (13)	31 (5)	12	17		18	13	14 (28)	49 (13)	15
6		9	12 (10)	16	38				13	19 (8)	45 (7)	25
7		10	22 (6)	21 (2)	64	14		6	40	47 (5)	86 (7)	72
8		3	32	16 (3)	17	40		12	72	25 (3)	8	63
9		9	28	11	10	18		4	59	11	9	38
10		37	29	12	17	15		9	66	9	4	29
11 Cabeza		15	17		15	18		12	21	30		19

la densidad calculada con las fórmulas de Millero et al. (1980), T(x,z,t) es la temperatura interpolada promedio. Los elementos de volumen dv, centrados en cada profundidad estándar, fueron calculados usando la batimetría del Golfo.

El contenido de calor por unidad de volumen se obtiene dividiendo H(x,t) por el volumen respectivo:

$$U(x,t) = \frac{H(x,t)}{V(x)}$$
(3)

donde,

$$V(x) = \int_{v} dv.$$

U(x,t) es el calor almacenado por unidad de volumen en Joules m^{-3} , V(x) es el volumen.

Debido a que la masa contenida en los distintos volumenes varía en el tiempo, el contenido de calor no tiene sentido físico, sino sus variaciones, las cuales son consideradas en la estimación del balance de calor.

Una de las decisiones críticas en la estimación del contenido de calor, es hasta que profundidad evaluar la integral (2). Estrictamente la integral debe ser evaluada hasta una profundidad donde esté contenida la señal estacional. La profundidad máxima de integración puede ser establecida

bajo distintos criterios, por ejemplo: en el Atlántico Norte, Bryan y Scroeder (1960) comparando perfiles de temperatura promedio de marzo-febrero y agosto-septiembre, determinaron que la principal diferencia entre la señal de dichos meses está contenida en los primeros 200 m; en el Atlántico (1979)variaciones Ecuatorial, Merle comparando las estacionales del contenido de calor en distintas capas (0-50, 50-100, 100-200, 200-300 m), encontró que de 100 a 200 m es observada una variación estacional importante, también que aparecen diferencias de fase, especialmente entre la capa superficial (0-50 m) y las capas profundas. Entonces, con el objeto de tomar en cuenta la mayor parte de las variaciones estacionales observadas, el cálculo del contenido de calor lo realizó a 300 m de profundidad; en el Pacífico Central Norte Barnett (1981), haciendo un análisis de secciones de temperatura y usando: funciones ortogonales empíricas y ajustes armónicos, muestra que el ciclo estacional es confinado en la capa superficial de 100 m.

Otros autores han evaluado el contenido de calor a una profundidad siguiendo las fluctuaciones de una isoterma (Emery, 1976; Stevenson y Niiler, 1983), o a una profundidad bajo la capa de mezcla (Stevenson y Niiler, 1973; Paduan y deSzoeke, 1986).

En el Golfo de California, Bray (1988a) estima que los cambios estacionales de temperatura con la profundidad están entre 200 y 500 m; en la parte norte hasta el fondo, a los 30⁰ de latitud (sector 9) alrededor de los 300 m de profundidad y en la línea Guaymas-Santa Rosalía (entre sectores 5 y 6) alrededor de los 400 m de profundidad.

En la Cuenca de Guaymas, Ripa y Marinone (1989) encuentran que bajo los 250 m la amplitud de los cambios estacionales de temperatura son aproximadamente de 1 0 C o menos.

Para obtener la profundidad donde la señal estacional es contenida, en este estudio se utilizó el índice

$$\Gamma(x,z) = \frac{F(x,z)}{F(x,0)} \tag{4}$$

$$F(x,z) = \int_{-h}^{z} \sigma^{2}(x,z') dz',$$
 (5)

donde $\sigma^2(x,z')$ es la varianza alrededor del promedio anual de la temperatura a la profundidad estándar z' para cada sector x. El índice $\Gamma(x,z)$ es una medida de que proporción de la varianza de toda la columna está contenida entre -h y z. Su variación es de $\Gamma(x,-h) = 0$ a $\Gamma(x,0) = 1$. En la figura 4 se presenta la gráfica de $\Gamma(x,z)$ contra profundidad para los sectores x= 2, 3,5,6,7 y 9 que son



Figura 4. Variación del índice $\Gamma(x,z)$ contra profundidad. Para 400 m; en x= 2 es 0.01, x= 3 es 0.03, x= 5 es 0.03, x= 6 es 0.02, x= 7 es 0.03 y x= 9 es 0.02.

los que contienen la información más completa. En esta gráfica se visualiza que debajo de los 400 m está contenido menos del 5% de la variabilidad integrada en la columna. Se usó también una técnica alternativa (no presentada) que consiste en graficar perfiles de temperatura promedio más menos su desviación estándar contra profundidad en los meses de verano e invierno para cada sector, y se encontró que la profundidad de la señal estacional en el Golfo de California no rebasa los 450 m.

Considerando tanto estos argumentos como la cantidad de datos disponibles a las diferentes profundidades, se decidió evaluar el contenido de calor de la superficie a los 400 m de profundidad, en los sectores 1-9.

En el sector 10, el contenido de calor es evaluado hasta el fondo ya que la temperatura varía estacionalmente desde la superficie hasta el fondo. Como los perfiles de temperatura promedio de abril, mayo, agosto y noviembre no llegan hasta el fondo, fueron extrapolados usando diferentes expresiones (Figs. 5a-5d); para abril de 150 a 200 m, mayo de 150 a 200 m, agosto de 150 a 200 m y noviembre de 175 a 200 m. Se estima que el error máximo en el contenido de calor introducido por la extrapolación es menos del 5% del valor total en los meses



Figura 5. Perfiles de temperatura promedio (línea continua) para el sector 10. Simbolos: ajustes.

respectivos. Esto se debe a que la mayor variación en temperatura se registra en las primeras decenas de metros y el volumen de los elementos dv disminuye con la profundidad.

El sector 11 es una región muy somera (un promedio de 20 m de profundidad), y los perfiles de temperatura promedio para cada mes son casi homogéneos en la vertical. En este sector el contenido de calor se evaluó hasta el fondo. II.2 Flujos de calor a través de la interfase aire-mar.

Para el cálculo de los flujos de calor a través de la interfase aire-mar los datos necesarios son temperatura del aire, humedad relativa, presión atmosférica, velocidad del viento, nubosidad y la temperatura superficial del mar. Las variables meteorológicas utilizadas son promedios mensuales de varios años obtenidas por el servicio Meteorológico Nacional en estaciones costeras (Fig. 1, Tabla III). Para evaluar los flujos de calor en cada región se utiliza la información meteorológica como sigue: para los sectores 1-2 se utilizan los datos meteorológicos de Mazatlán, para las sectores 3-4 los datos de Loreto, para las sectores 5-6 los datos de Guaymas, para las sectores 9-10-11 los datos de Pto. Peñasco. Dado que las estaciones del Servicio Meteorológico que se tienen se encuentran muy alejadas de los sectores 7-8, se utilizaron las variables meteorológicas reportadas por Paden

Tabla III. Años en que fueron tomados los promedios mensuales de las variables metorológicas por el Servicio Meteorológico Nacional, las cuales son utilizadas para el cálculo de los flujos de calor a través de la superficie del mar.

Estación	Та	U	Hr	Pa	Cn
Mazatlán	1961-86	1961-86	1961-86	1961-86	1961-86
Loreto	1981-86	1981-86	1981-86	1981-86	1981-86
Guaymas	1977-86	1977-86	1977-86	1977-86	1977-86
Pto. Peñasco	1979-86	1979 - 86	1979-86	1979-86	1979-86

Ta= temperatura del aire, U= velocidad del viento, Hr= humedad relativa; Pa= presión atmosférica y Cn= cobertura de nubes. (1990), las cuales fueron tomadas en las estaciones de Puerto Peñasco, Isla Piojo, Isla Raza, Santa Rosalía, Isla Tortuga y una roca fuera de la costa de Guaymas. Estas variables consisten en valores de promedios diarios promediados espacialmente sobre todas las estaciones y promediados mensualmente de 1984 a 1985.

La temperatura superficial del mar se determinó con los datos promedio de cada sector de la rejilla.

Existen diferentes expresiones empíricas para evaluar los flujos de calor a través de la superficie del mar, los resultados que se encuentran usando las diferentes fórmulas no son idénticos, por lo que la elección del algoritmo que se utilice representa un paso importante en la estimación de los balances. En este estudio se utilizan las mismas fórmulas usadas por Lavin y Organista (1989) en base al análisis detallado hecho por Organista (1988). Estas fórmulas también fueron utilizadas por Paden (1990) y por Lozano-Oaxaca (1990).

El flujo de calor a través de la superficie aire-mar es expresado por

$$Q_t(x,t) = Q_c(x,t) + Q_l(x,t) + Q_e(x,t) + Q_s(x,t)$$
(6)

donde $Q_t(x,t)$ es el flujo neto, $Q_c(x,t)$ es el flujo de onda corta, $Q_1(x,t)$ es el flujo de onda larga, $Q_e(x,t)$ es el flujo

de calor latente y Q_S(x,t) es el flujo de calor sensible. Las fórmulas usadas para calcular los flujos son presentadas en el Apéndice 1.

II.3 Balance de calor

Los procesos que mantienen la estructura térmica estacional en la capa superior del Golfo de California que se consideran en este estudio son: intercambio de calor a través de la interfase aire-mar y la divergencia horizontal de transporte de calor debido a advección y difusión. Entonces la ecuación de conservación de calor para cada celda (Fig. 1) en la capa superior de 400 m queda expresada como:

$$\frac{\partial H(x,t)}{\partial t} = Q(x,t) + D(x,t) \tag{7}$$

donde D es la divergencia del transporte horizontal de calor y Q(x,t) es el intercambio de calor a través de la interfase aire-mar estimado por medio de la ecuación (5) e integrado en el área superficial de cada sector. De la ecuación (7) se obtiene la divergencia (Oort y Vonder Haar, 1976; Merle, 1980; Lamb, 1981; Wyrtki y Uhrich, 1982; Sarmiento, 1986, Organista, 1987; Ripa y Marinone, 1989), como la diferencia entre la razón del cambio del contenido de calor y el flujo de calor superficial a partir de la ecuación (7). Esta representa el déficit (D < 0) (divergencia) o exceso (D > 0) (convergencia) de calor en el sector respectivo.

Al calcular los promedios mensuales de H(x,t) y Q(x,t), se introduce variabilidad geográfica (los sectores son escogidos arbitrariamente) y variabilidad temporal al utilizar datos de años distintos. Para extraer la señal estacional del contenido de calor H(x,t) y el flujo de calor a través de la interfase Q(x,t), se utiliza un ajuste por cuadrados mínimos (siguiendo a Ripa y Marinone, 1989) de la forma:

$$H(x,t) \sim H_0(x) + H_1(x) \cos \omega t + H_2(x) \sin \omega t$$
(8)

$$Q(x,t) \sim Q_0(x) + Q_1(x) \cos \omega t + Q_2(x) \sin \omega t$$
(9)

donde $\omega = 2\pi/365 \text{ dias}^{-1}$, t es el tiempo en días, $H_0(x)$, $H_1(x)$, $H_2(x)$, $Q_0(x)$, $Q_1(x) \cdot y Q_2(x)$ son los coeficientes de cada componente. Las altas proporciones de la varianza explicada por estos ajustes (Tabla IV) reflejan la fuerte señal estacional de estas variables.

En términos de estos ajustes el balance de calor (ec. 7), queda expresado como

$$h_0 + h_1 \cos \omega t + h_2 \sin \omega t =$$

 $(Q_0 + Q_1 \cos \omega t + Q_2 \sin \omega t) + (D_0 + D_1 \cos \omega t + D_2 \sin \omega t), (10)$

Tabla	IV.	Var	ianza	explica	da	del	ajuste	e es	tacion	al	del con	ten:	ido
		de	calor	H(x,t)	У	el	flujo	de	calor	a	través	de	la
		sur	perfic	ie del m	nar	Q(:	x,t).						

,

Sector	H(x,t)	Q(x,t)	
x	(%)	(%)	
1	98	84	
2	87	84	1
3	94	98	•
4	95	96	
5	97	97	a.
6	90	88	
7	93	92	
8	94	91	
9	93	97	
10	93	97	
11	99	84	

donde $h_0 = 0$, $h_1 = \omega H_2$ y $h_2 = -\omega H_1$. Los coeficientes D_0 , D_1 y D_2 de la divergencia del transporte horizontal de calor, pueden calcularse como una diferencia entre los coeficientes del calor almacenado y los del flujo neto de calor a través de la superficie del mar, y a partir ellos se estima el transporte horizontal de calor advectivo-difusivo entre los sectores. Para la divergencia tenemos que:

$$D_{\alpha,x} = h_{\alpha,x} - Q_{\alpha,x} \tag{11}$$

donde $\alpha = 0, 1, 2$ indica el coeficiente de cada componente dado por la ecuación (11), x= 11, 10,..., 1 indica el sector. Definiendo a R como el transporte horizontal de calor advectivo-difusivo:

$$R_{\alpha,x+1} - R_{\alpha,x} = D_{\alpha,x} \tag{12}$$

de donde se puede calcular $R_{\alpha,v}$

con la condición de frontera $R_{\alpha,12} = 0$, de no flujo horizontal de calor hacia el NW del sector 11.

El balance de calor es establecido para cada sector de acuerdo con las siguientes convenciones de signo: $\frac{\partial H(x,t)}{\partial t} > 0 \text{ indica calentamiento,}$

Q(x,t) > 0 indica flujo de calor hacia el océano,

D(x,t) > 0 indica convergencia (o ganancia horizontal) de calor,

R(x,t) > 0 indica flujo de calor horizontal hacia la boca.

III RESULTADOS

III.1 Contenido de Calor

En la Tabla IV se presenta el porcentaje de varianza explicada por el ajuste estacional del contenido de calor; la cual es mayor que 90% en promedio de todos los sectores. El contenido de calor calculado por unidad de volumen (ec. 3), es ajustado de la misma forma y su variación estacional en cada sector del Golfo de California es mostrada en las figs. 6a-6j. Se encuentra que el contenido de calor tiene sus mínimos entre febrero (sectores 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10 y 11) y marzo (sectores 2 y 9), sus máximos entre agosto (igual que febrero) y septiembre (igual que marzo) y como meses intermedios o de transición a mayo y noviembre. El promedio anual del contenido de calor se incrementa hacia la cabeza de la forma siguiente; 57.2 X 10⁶ Jm⁻³ en el sector 1, 57.6 X 10^6 Jm⁻³ en el sector 6, 66.9 X 10^6 Jm⁻³ en el sector 9, hasta 92.6 X 10⁶ Jm⁻³ en el sector 11, que es la zona más somera.

Como en este estudio se están analizando datos hidrográficos de distintos años, es interesante observar hasta que punto los datos con años anómalos causados por evento ENOA (Tabla I), influyen en el contenido de calor en las regiones que se estudian, ya que la principal contribución



Figura 6. Variación estacional del contenido de calor en la capa superficial de 400 m para cada sector. Línea contínua: ajuste estacional por cuadrados mínimos sin incluir los lances ENOA. Símbolos: incluyendo lances durante episodios de ENOA.

en la variabilidad interanual es asociada con este fenómeno (Christensen y Baumgartner, 1985). Robles y Marinone (1987) detectan evidencias de años con episodios de ENOA en la cuenca de Guaymas (sectores 5 y 6) en anomalías del nivel del mar para los años de 1957-59, 1972-73 y 1982-83, y también en un aumento de temperatura y disminución de la salinidad para los mismos años a excepción de noviembre de 1972, sin embargo hacen mención de este último como un año ENOA fuerte.

Si se utilizan lances efectuados durante episodios de ENOA en conjunto con los lances efectuados en años no ENOA, hay un aumento notable en el contenido de calor observado (Figs. 6a-6h), principalmente para los meses de marzo de 1983 en los sectores 1 al 6 y noviembre de 1972 en los sectores 1 al 4. Además, el ajuste de cuadrados mínimos se deteriora si se incluyen los datos ENOA, por lo tanto, no se utilizan en la estimación del balance de calor.

Como no se tiene información suficiente en el mes de agosto para años realizados en eventos no ENOA, fue necesario utilizar los datos del crucero de 1957 (Tabla I); sin embargo, al ser un mes caliente se observa un comportamiento normal en la variación estacional del contenido de calor, comparado con otros meses donde hay datos realizados en episodios de ENOA. Ripa y Marinone (1989) analizan la variabilidad

estacional de temperatura en la cuenca de Guaymas con datos de 17 cruceros, usando funciones ortogonales empíricas y un ajuste estacional por cuadrados mínimos. Obtienen la amplitud del primer modo temporal sin icluír lances durante episodios ENOA y les extraen la señal estacional; además obtienen la amplitud del primer modo temporal para cruceros en episodios ENOA. Encuentran que la amplitud del primer modo del crucero de agosto de 1957, está por debajo del ciclo estacional, lo cual no sucede con los otros cruceros realizados en 1983 en episodios ENOA. Por lo tanto es posible utilizar este crucero dentro de la variación estacional.

La razón de cambio del contenido de calor a lo largo del año en todo el Golfo se muestra en la Figura 7.

El calentamiento ocurre desde mediados de febrero hasta fines de agosto variando ligeramente con el sector. Los valores más altos suceden entre mayo y junio del sector 3 al 9, con un máximo de 400 Wm⁻² en el sector 6. Los valores negativos más bajos, los cuales representan el enfriamiento más rápido, ocurren entre noviembre y diciembre desde el sector 3 al 9, con el mínimo en el sector 6 con -400 Wm⁻².

En la parte izquierda de la figura 7 se presenta la amplitud de la señal estacional a lo largo del Golfo, la cual se incrementa de la cabeza hasta el máximo en el sector 6,





disminuyendo hacia la boca. La fase (fecha en que ocurre el máximo de la señal estacional) permanece casi constante a lo largo del Golfo.

La variación estacional de la razón de cambio de contenido de calor promediado en todo el Golfo es presentado en la parte inferior de la figura 7. Donde el calentamiento ocurre de fines de febrero a fines de agosto con el máximo (318 Wm⁻²) entre mayo y junio.

III.2 Flujo de calor a través de la interfase aire-mar

En la Tabla 4, se presenta la varianza explicada por el ajuste estacional del flujo neto de calor a través de la superficie calculado por la ecuación (10), obteniéndose un promedio de todos los sectores mayor que el 90 %.

Los valores más altos del flujo neto de calor superficial ocurren en la parte norte (Fig. 8), entre los sectores 7-8 (zona de las islas) desde principios de mayo a fines de julio con 280 Wm⁻². En la región sur en los sectores 3-4 hay un máximo relativo de 200 Wm⁻² en los mismos meses. Del sector 1 al 4 nunca se pierde calor por la superficie, en el sector 5 se observan pérdidas ≤ -40 Wm⁻² desde fines de octubre hasta principios de enero, del sector 6 al 11 se pierde calor desde fines de octubre a mediados de febrero. Las pérdidas de calor





mayores son entre los sectores 7 y 9, con el más mínimo (-140 Wm⁻²) en el sector 8 en diciembre. El flujo neto de calor en marzo y abril es casi homogéneo.

En la parte izquierda de la figura 8 se presentan también la variación a lo largo del Golfo de la amplitud, la fase y el promedio anual del flujo neto de calor superficial. La amplitud tiene el máximo entre los sectores 7 y 8, el mínimo se presenta en la parte sur. La fase permanece casi constante (fines de mayo), incrementándose hasta fines de junio en el sector 3. El promedio anual del flujo neto de calor superficial $Q_0(x)$ es positivo en todos los sectores, con un ligero incremento de la cabeza hacia la boca; el promedio global es 83 Wm⁻². El promedio anual mínimo es en el sector 11 (el más somero) con un valor de 52 Wm⁻², y el máximo en el sector 4 con 125 Wm⁻².

La variación estacional del flujo neto de calor superficial promediada en todo el Golfo se presenta en la parte inferior de la figura 8. Se observan ganancias de calor de febrero a octubre y pérdidas de noviembre a enero. La máxima ganancia ocurre en junio con aproximadamente 200 Wm⁻².

El promedio anual de la evaporación es presentada en la figura 9, donde se observan los máximos valores en los sectores 11 al 5, entre 0.9 y 1 m año⁻¹ y los mínimos del sector 4 al



Figura 9. Variación espacial del promedio anual de evaporación en el Golfo de California. ET: este trabajo; RO: Roden (1964); L&OO: Lavín y Organista (1988); BRAY: Bray (1988a); R&M: Ripa y Marinone (1989); PADEN: Paden (1990).

1, entre 0.6 y 0.5 m año⁻¹. Se compara con estimaciones de evaporación hechas por otros autores en diferentes regiones a lo largo del Golfo.

III.3 Balance: El transporte horizontal de calor

Desde fines de julio hasta mediados de marzo (Fig. 10), todas las celdas presentan divergencia (por lo tanto debe haber exportación horizontal de calor). Las divergencias más fuertes se presentan de fines octubre a mediados de noviembre en los sectores 3 y 4, y en noviembre en el sector 6 con -400 Wm^{-2} respectivamente. El sector 11 (la cabeza) presenta divergencia todo el año, los valores más altos van de febrero a mayo y los más bajos de agosto a diciembre.

Convergencia de calor (o importación) sucede entre fines de marzo y fines de julio, con los máximos entre mayo y junio con 240 Wm^{-2} en el sector 6.

En la parte izquierda de la figura 10, se presenta la variación de la amplitud, la fase y el promedio anual de la divergencia a lo largo del Golfo. La amplitud incrementa a partir de la cabeza y el máximo ocurre en el sector 6. La fase permanece casi constante entre abril y mayo. El promedio anual es siempre negativo y casi constante a lo largo del Golfo, indicando exportación de calor en todos los sectores.



Golfo de California. Positivo indica ganancia de calor. En la parte d advección-difusión (D, Wm⁻²) en la capa superficial de 400 m en el inferior se presenta el promedio cada cinco días en todo el Golfo. En la parte izquierda la amplitud (línea quebrada), la fase (símbolo) debido y el promedio anual (línea contínua) para cada sector calor de horizontal transporte del Divergencia Figura 10.

En la parte inferior de la figura 10, se presenta la variación estacional de la divergencia promediada en todo el Golfo. Se observa que ocurre convergencia de mediados de marzo a fines de julio, la divergencia es de principios de agosto a principios de marzo.

La variación espacio-temporal del transporte horizontal de calor advectivo-difusivo (Fig. 11) muestra una marcada señal estacional. Hay exportación de calor (R > 0) desde agosto hasta principios de marzo en los sectores 1 al 9; de julio a marzo en el sector 10, y en el sector 11 durante todo el año (< 1.0 TW; 1 TW = 10^{12} W). Se observa un decrecimiento de R de la boca hacia la cabeza en todos los meses. El máximo transporte de calor hacia el Pacífico por la boca ocurre entre otoño e invierno (Fig. 11), siendo el valor más alto en noviembre con aproximadamente 48 TW, que si se dividen en el área superficial del Golfo son equivalentes a 300 Wm⁻².

Existe ganancia de calor por transporte horizontal hacia la cabeza (R < 0) desde principios de marzo hasta fines de julio en los sectores 1 al 9 y de abril a junio en el sector 10. Los valores más altos ocurren en la boca (-20 TW) y luego decrecen hasta un mínimo hacia la cabeza (sector 10).

Al lado izquierdo de la figura 11 se presenta el promedio anual del transporte horizontal advectivo-difusivo de calor,



indica flujo hacia la boca. En la parte inferior se presenta el en la capa superficial de 400 m del Golfo de California. Posítivo todo el Golfo. En la parte izquierda la amplitud (línea quebrada), la fase (símbolo) y el promedio anual (MT)Transporte horizontal de calor debido a advección-difusión (R, (línea contínua) para cada sector. promedio cada cinco días en Figura 11.

el cual es positivo en todos los sectores indicando un flujo hacia la boca. Se observa que R_0 tiene su valor mínimo en la cabeza (donde es cero por la condición de frontera) y aumenta progresivamente hasta el máximo en la boca. Este último es el promedio anual del transporte horizontal de calor del Golfo hacia Pacífico, y es de 13 TW, que dividido entre el área superficial total es equivalente a los 83 Wm⁻² que el Golfo gana en promedio por la superficie. En la misma figura se presenta también la amplitud de la señal estacional, la cual presenta un comportamiento similar al promedio anual, con el máximo en la boca (35 TW), que dividido entre el área superficial total es equivalente a 224 Wm⁻². La fase permanece casi constante a lo largo del Golfo entre abril y mayo.

En la parte inferior de la figura 11 se presenta la variación estacional del transporte horizontal de calor promediado en todo el Golfo. La ganancia de calor ocurre de principios de mayo a fines de julio con el máximo en mayo. La pérdida de calor es de principios de agosto a fines de febrero con el máximo en noviembre.

IV DISCUSION

En este estudio se analiza la redistribución de calor en la capa superior de 400 m a lo largo del Golfo de California, y se estiman cuantitativamente los intercambios de calor con el Océano Pacífico.

El calor almacenado en la capa superficial es afectado por los procesos que ocurren en la interfase aire-mar (flujo de calor superficial), y por el transporte advectivo-difusivo horizontal de calor.

Las primeras estimaciones del flujo de calor por la superficie en el Golfo de California, indicaban que éste pierde calor por la superficie en un promedio anual (Roden y Emilsson, 1979), debido aparentemente a una sobreestimación de la pérdida de latente (Organista, 1987). calor Estudios más recientes (Organista, 1987; Lavin y Organista, 1988; Bray, 1988a; Ripa y Marinone, 1989; Paden 1990; Lozano Oaxaca, 1990), muestran que en promedio anual el Golfo gana calor por la superficie. La región donde pueden realizarse comparaciones entre este trabajo y esos estudios es desde la linea Guaymas-Santa Rosalía a la cabeza del Golfo. En este estudio se estimó que el promedio anual del flujo neto de calor superficial (Fig. 12) es positivo en todos los sectores, lo cual requiere una exportación anual de calor hacia el Océano Pacífico para que se mantenga un balance



Figura 12. Variación espacial del promedio anual de flujo neto de calor superficial (Q₀) en el Golfo de California. ET: este trabajo; L&O: Lavín y Organista (1988); BRAY: Bray (1988a); R&M: Ripa y Marinone (1989); PADEN: Paden (1990). La barra indica el promedio más menos el error estándar del efecto de la variabilidad climática, promediado anualmente.

año con año. Estudios previos de balance de calor (Organista, 1987) en el Alto Golfo de California, ya habían establecido esta exportación de calor hacia el sur. Es posible que la variación del calor almacenado en la capa superficial de la parte norte del Golfo sea primariamente producida por el flujo de calor superficial, y después el transporte de calor horizontal incremente su importancia en la variación del calor almacenado, debido a que el calor que se está ganando en cada caja es transportado por advección y difusión horizontal hacia las celdas vecinas.

En el promedio anual del flujo neto de calor superficial se encuentra un incremento hacia los sectores más cercanos a la boca (Fig. 12), aunque los valores máximos suceden entre los sectores 7 y 8 (Fig. 8). Esto es debido a que del sector 1 al 4, no se observan pérdidas de calor, las cuales sí ocurren del sector 5 al 11 entre otoño e invierno. La causa posible de dicho incremento es que la pérdida por evaporación en el sur es menor (~ 0.6 m año⁻¹) que la pérdida en el norte (~ 1.0 m año⁻¹) (Fig. 9). Estos resultados concuerdan con Roden (1964), que usando datos costeros estimó la razón de evaporación en Mazatlán, La Paz y Guaymas, encontrando un incremento hacia el norte, sin embargo difieren bastante en magnitud (Fig. 9). En la región norte los resultados de evaporación concuerdan con Lavin y

Organista (1987), de la línea Guaymas-Santa Rosalía a la cabeza con Bray (1988a), en la Cuenca de Guaymas hay una diferencia de 0.3 m año⁻¹ mayor que Ripa Marinone (1989) y de la línea Guaymas-Santa Rosalía a la cabeza una diferencia de 0.5 m año⁻¹ menor que Paden (1990) (Fig. 9).

Estos valores de pérdida de calor por evaporación son influídos por la variación de la humedad relativa y la rapidez del viento, ya que el aumento de la primera reduce el flujo de calor latente, así como la disminución de la segunda. En general la humedad relativa aumenta hacia el sur donde el clima es más tropical. Aunque en la región norte en la estación de Puerto Peñasco se reportan valores altos de humedad relativa (debido a la presencia de una masa de aire húmedo (Lavin y Organista, 1988) y existen pérdidas de calor en otoño-invierno debido a la alta evaporación. Los valores altos en el flujo neto de calor anual en los sectores 3 y 4 (Fig. 12), son influídos en gran medida también por los valores bajos de velocidad de viento reportados en la estación de Loreto (Fig. 1), que ocacionan una reducción en el flujo de calor latente.

En la región del Alto Golfo, estimaciones previas (Lavin y Organista, 1988) utilizando datos costeros de temperatura superficial, muestran que el Golfo gana calor de enero a septiembre y pierde de octubre a diciembre con un promedio anual

de 69.3 Wm⁻². Y utilizando datos de temperatura superficial fuera de la costa encuentran que el Golfo gana calor de febrero a septiembre y pierde de octubre a enero con un promedio de 83.2 Wm^{-2} . En este estudio los valores de temperatura superficial que se utilizan, son un promedio de todos los lances, inclusive tomando valores cercanos a la costa y de zonas profundas. Los resultados del flujo neto de calor promedio anual son: 78.6, 76.6 y 52 Wm⁻² para los sectores 9, 10 y 11 respectivamente, con un promedio de 69.1 Wm⁻². Promediando los valores de Lavin y Organista (1988) para los valores fuera y en la costa se obtiene un promedio de 76.2 Wm⁻², es decir, una diferencia de 7.15 Wm⁻²; esto indica que los resultados están razonablemente de acuerdo con los de estos autores (Fig. 12).

De la línea Guaymas-Santa Rosalía al norte, usando observaciones hidrográficas Bray (1988a), estima una ganancia de calor de 20 a 50 Wm⁻². En esa misma región los resultados en este estudio promediando el flujo de calor superficial del sector 5 al 11 son del orden de 74.7 Wm⁻². Este valor es mayor que el estimado por Bray; sin embargo, dadas las limitaciones de los datos utilizados en ambos estudios éstos resultados están razonablemente de acuerdo.

En la cuenca de Guaymas entre los sectores 5 y 6 Ripa y Marinone (1989), encontraron una ganancia de calor durante todo

el año con un promedio anual de 113 Wm⁻² (Fig. 12). Estos resultados difieren con este estudio, ya que en estos sectores se encuentran pérdidas de calor de octubre a enero, y el promedio anual es 76.3 Wm⁻². Existe una diferencia de 36.7 Wm⁻², la cual se debe probablemente al algoritmo utilizado en el calculo de los flujos de calor.

De la línea Guaymas-Santa Rosalía al norte, utilizando datos meteorológicos de promedios mensuales Y promediados espacialmante sobre varias estaciones, Paden (1990) encontró una ganancia de calor de marzo a septiembre y pérdida de octubre a febrero con un promedio anual de 71 Wm⁻²; comparativamente para la misma región promediando los valores anuales del sector 5 al 11 se obtiene un valor de 72.1 Wm^{-2} , y las pérdidas y ganancias concuerdan en los sectores 6, 7, 8 y 9 (Fig. 12). Paden encuentra la ganancia máxima de calor en promedio anual en el canal de Ballenas y Salsipuedes con un valor de 120 Wm⁻², discute que este valor es debido a la baja temperatura superficial causada por la fuerte mezcla de marea, la cual mantiene la temperatura superficial baja. Aunque se usan los mismos datos meteorológicos que Paden, el flujo superficial de calor anual no concuerda en los sectores 7 y 8, ya que la temperatura superficial es un promedio en dichos sectores; inclusive se promedían datos de ambos lados de la isla Angel de la Guarda.

Aunque en dicha región sí se obtienen los máximos valores, existen también pérdidas muy altas que reducen el promedio anual. Al norte, Paden (1990) encuentra que ocurre un mínimo local sobre la parte somera cerca de la costa con un promedio de 58 Wm⁻², valor comparable con el resultado obtenido para el sector 11 de 52 Wm⁻², y fuera de la costa entre los sectores 10, 9 y 8 (sin considerar al canal) encuentra un valor de 66 Wm⁻², en este estudio (sectores 10 y 9) se obtiene un promedio de 77.6 Wm⁻². Sugiere que el flujo superficial de calor cerca la costa es probablemente bajo debido a las condiciones secas y frías que prevalecen durante el invierno.

Las estimaciones del transporte horizontal de calor (Fig. 11), revelan que el Golfo de California exporta calor durante la mayor parte del año, incrementándose el flujo de la cabeza hacia la boca. Sin embargo, se observa que de principios de marzo a fines de julio hay una importación de calor.

Utilizando datos de 14 cruceros (1939-1985), Bray (1988a) estima directamente el flujo advectivo horizontal de calor utilizando velocidades geostróficas, encuentra que el promedio anual del flujo advectivo de calor en la línea Guaymas-Santa Rosalía sobre el rango de 0 a 500 m es del orden de -22 (± 119) Wm^{-2} dirigido hacia la boca, y el valor máximo (hacia la boca) en noviembre con -707 Wm^{-2} con datos del crucero de 1983 durante

el evento ENOA. Establece que existe un flujo de calor hacia la boca en febrero, abril, agosto y noviembre, y un flujo hacia la cabeza en marzo, mayo, junio y octubre, con los flujos de junio y octubre contribuyendo substancialmente para reducir la pérdida neta anual. Discute que este resultado de advección de calor es debido a la combinación de variaciones estacionales en transporte y en temperatura en la capa superficial (50 m). La diferencia de este estudio en cuanto a los cálculos, es que la estimación del flujo de calor horizontal es evaluado indirectamente, y además se utiliza la capa superficial de 400 Una mayor cantidad de datos hidrográficos es también m. utilizada, una vez que se extrae la señal estacional. El promedio anual del flujo horizontal de calor (lado izquierdo de Fig. 11) es dirigido también hacia la boca del Golfo, en la línea Guaymas-Santa Rosalía, pero con un valor de 5.07 TW, que dividido entre el área superficial del norte de la línea Guaymas-Santa Rosalía a la cabeza da un promedio $\sim 74.7 \text{ Wm}^{-2}$; el valor mayor (hacia la boca) ocurre en noviembre con 18 TW (~265 Wm^{-2}). La dirección de los flujos horizontales no concuerda con Bray (1988a) para abril y octubre, ya que en este estudio se obtiene un flujo dirigido hacia la cabeza en el primero y hacia la boca en el segundo.

En la cuenca de Guaymas, Ripa y Marinone (1989) encuentran que la contribución de los procesos horizontales debido a advección y difusión en la capa superficial de 50 m, ocurren de febrero a septiembre en una convergencia (importación) de calor, y en una divergencia de octubre a enero. Esto concuerda bastante bien con los resultados presentados en la figura 11 (entre los sectores 5 y 6). Lo cual sugiere que probablemente el transporte de calor en el Golfo en esta región es influído por el comportamiento de los vientos dominantes, los cuales fluyen hacia el sur en invierno y hacia el norte en el verano (Bray, 1988a). Aunque en este estudio se analiza la capa de 400 m, las contribuciones en la capa superficial (50 m), que es la caliente, probablemente explica convergencia más la 0 divergencia de calor en los períodos de tiempo mencionados.

Al estimar el transporte horizontal de calor, se involucran procesos de advección y difusión. Con el próposito de estimar el coeficiente de difusión horizontal turbulenta μ (m²s⁻¹) se utilizó un ajuste por cuadrados mínimos, relacionando los coeficientes del transporte horizontal R(x,t) y los del contenido de calor U(x,t). Esta estimación se realizó primero entre sectores vecinos y después considerando cada dos sectores. Con el objeto de observar la importancia de cada coeficiente, se midió su varianza relativa,

la cual es muy baja excepto entre los sectores $1-2 \mu_2 = 4.5 \times 10^4$ (84 %), entre los sectores $4-5 \mu_5 = 4.1 \times 10^4$ (98 %) y entre los sectores $34-56 \mu_5 = 6.9 \times 10^4$ (83 %). Los demás coeficientes muestran valores poco significantes en la varianza.

Los resultados tan bajos en varianza para la mayoría de los coeficientes obtenidos, posiblemente indican que los efectos de difusión horizontal turbulenta son menos importantes que los procesos de advección horizontal.

El utilizar datos meteorológicos de estaciones costeras para el cálculo de los flujos superficiales de calor, es una de las limitaciones principales de este trabajo y la única forma de avanzar en éste aspecto en el futuro es con el establecimiento de estaciones meteorológicas flotantes en zonas centrales del Golfo a lo largo de su longitud.

Para obtener balances de calor con mayor confiabilidad, es necesario actualizar el banco de datos hidrográficos incluyendo los cruceros después de 1988, así como considerar zonas (y meses) que han sido muy poco muestreadas para futuros cruceros. Es necesario también realizar mediciones directas de las corrientes superficiales y subsuperficiales a lo largo del Golfo con el objeto de tener formas alternativas para el calculo de balance de calor.

V CONCLUSION

El Golfo de California gana calor por la superficie en toda su longitud en un ciclo anual; ~ 83 Wm⁻² en promedio global. La ganancia neta es mayor en el sur (110 Wm⁻²) que en el norte (72 Wm⁻²), debido a que la pérdida de calor por evaporación es mayor en el norte (1.0 m año⁻¹) que en el sur (0.6 m año⁻¹), lo cual es resultado de las características climáticas en ambas regiones. Estos resultados concuerdan con estimaciones previas para algunas zonas del Golfo.

El ciclo estacional del flujo de calor por la superficie presenta pérdidas desde la cabeza hasta la cuenca de Guaymas (de octubre a enero). En la zona entre las islas sucede la mayor amplitud con la máxima ganancia en mayo-junio (280 Wm⁻²) y la mayor pérdida en diciembre (-120 Wm⁻²).

El balance estacional de calor indica que el calor ganando por la superficie es exportado hacia el Pacífico, con una fuerte señal estacional: el calor sale del Golfo de principios de agosto a fines de febrero (7 meses), y el Pacífico inyecta calor al Golfo de principios de marzo a fines de julio (5 meses).

BIBLIOGRAFIA

- Alvarez-Borrego, S., 1983. Gulf of California. Estuaries and Enclosed Seas. Ed. por B. H. Ketchum. Elsevier Scientific Pub. 427-449.
- Barnett, T. P. 1981. On the nature and causes of large-scale thermal variability in the central North Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr. 11: 887-904.
- Baumgartner, T. y N. Christensen, Jr. 1985. Coupling of the Gulf of California to large-scale interanual climatic variability. J. Mar. Res. 43: 825-848.
- Bray, N. A., 1988a. Termohaline circulation in the Gulf of California. J. Geophys. Res. 93: 9223-9240.
- Bryan, K. y E. Schroeder, 1960. Seasonal Heat Storage in the North Atlantic Ocean. J. Meteor. 17: 670-674.
- Bunker, A. F. 1976. Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. Mon. Wea. Rev. 104: 1122-1140.
- Emery, W. J., 1976. The Role of Vertical Motion in the Heat Budget of the Upper Northeastern Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr. 6: 299-305.

- Friehe, C. A. Y K. F. Scmitt. 1976. Parameterization of air-sea interfase fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamics formulas. J. Phys. Oceanogr. 11: 457-465.
- Gill, A. E. 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics. Academic Press. New York. 662 pp.
- Lamb, P. J. 1981. Estimate of anual variation of Atlantic Ocean heat transport. Nature, 290: 766-768.
- Lavín, M. F. y S. Organista. 1988. Surface Heat Flux in the Northern Gulf of California. J. Goephys. Res. 93: 14033-14038.
- Lozano-Oaxaca, A. R. Variación estacional de la estratificación en el Canal de Ballenas. Tesis de licenciatura, FCM, UABC: 46 pp.
- Marinone, S. G. 1988. Una nota sobre la variabilidad no estacional de la región central del Golfo de California. Ciencias Marinas, 14(4): 117-134.
- Merle, J. 1980. Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic Ocean. J. Phys. Oceanogr. 10: 464-469.
- Millero, F. J., G. Perron y J. E. Desnoyers. 1973. Heat Capacity of seawater Solutions from 5⁰ a 35⁰C y .5 a 22 ppm. Chlorinity. J. Geophys. Res. 21: 4499-4507.

- Millero, F. J., Chen-Tung Chen, A. Bradshaw y K. Schleicher. 1980. Anew high pressure equation of state for seawater. Deep Sea Res.27a: 255-264.
- Oort, A. H. y T. H. Vonder Haar. 1976. On the observed annual cycle in the ocean atmosphere heat Obalance over the northern hemisphere. J. Phys. Oceanogr. 6: 781-800.
- Organista-Sandoval, S. 1987. Flujos de calor en el Alto Golfo de California. Tesis de Maestría. CICESE. 142 pp.
- Paden, C. A. 1990. Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California. Tesis de doctorado. SCRIPPS Institution of Oceanography, UCSD: 86 pp.
- Paduan, J. D. y R. A. deSzoeke. 1986. Heat and Energy Balances in the Upper Ocean at 50⁰ N, 140⁰ W during November 1980 (STREX). American Meteorological Society.
- Palacios-Martinez, J. R. 1988. Flujos de calor y comentum en la superficie del Golfo de California. Tesis de licenciatura, FCM, UABC: 148 pp.
- Payne, R. E. 1972. Albedo of the sea surface. J. Atmos. Sci. 29: 959-970.

- Ripa, P. y S. G. Marinone. 1989. Seasonal Variability of temperatura, salinity, velocity, vorticity and sea level in the central Gulf of California, as inferred from historical data. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 115: 887-913.
- Robles, J. Ma. y S. G. Marinone. 1987. Seasonal and interanual thermohaline variability in the Guaymas Basin of the Gulf of California. Cont. Self Res. 7: 715-733.
- Roden, G. I. e I. Emilsson. 1979. Contribution to the Gulf of California Symposium in conmemoration of the 50th. aniversary of the National University of Mexico, UNAM. Contribution 0000 from the Departament of Oceanography, University of Washington, Seatle.
- Reed, R. K. 1977. On estimating insolation over the ocean. J. Phys. Oceanogr. 7: 482-485.
- Reed, R. K. 1983. Heat fluxes over the eastern tropical Pacific and aspects of the 1972 El Niño. J. Geophys. Res. 88: 9627-9638.
- Sarmiento J. L. 1986. On the North and Tropical Atlantic Heat Balance. J. Geophys. Res. 91: 11677-1688.
- Seckel, G. R. y F. H. Beaudry. 1973. The radiation from sun and sky over the North Pacific Ocean (abstract). Trans. Amer. Geophys. Union. 54: 1114.

Wyrtki, K. y L. Uhrich. 1982. On the Accuracy of Heat Storage Computations. Amer. Meteor. Soc. 22: 3670.

APENDICE 1

El flujo neto de calor a través de la interfase aire-mar para cada sector es estimado por la ecuación (6). A continuación se presenta el cálculo de cada uno de los términos de esta ecuación.

Flujo neto de onda corta:

$$Q_{s-r} = Q_s(1 - 0.62C + 0.0019\alpha)(1 - A)$$

donde Q_s es la radiación de onda corta en ausencia nubes, que fue estimada analíticamente (Seckel y Beaudry, 1973), reducida por el albedo A=0.06 (Payne, 1972) y corregida por C que es el porcentaje de cielo cubierto por nubes y α es la altitud del sol a mediodía (Reed, 1977).

Flujo neto de onda larga (Reed, 1983):

$$Q_{b} = -\sigma \epsilon (T_{c} + 274)^{4} (0.254 - 0.0495e_{a})(1 - 0.8C)$$

donde T_s (⁰C) es la temperatura de la superficie del mar, $\sigma = 5.7 \times 10^{-8}$ W m⁻² ⁰K⁻⁴ es la constante de Stefan-Boltzman ϵ es la emisividad de la superficie del mar. e_a (mb) es la presión de vapor de agua que fue calculada usando las fórmulas de Gill (1982) como:

$$e_a = e_w \quad \frac{H}{100}$$

donde H(%) es la humedad relativa y e_W (mb) es la presión de vapor de agua en el aire saturado, que fue calculada como:

$$\log_{10}(e_w') = \frac{0.7859 + 0.03477 T_s}{1 + 0.00412 T_s}$$

$$f_w = 1 + 10^{-6} P_a (4.5 + 0.0006 T_s^2)$$

donde Pa es la presion atmosférica (mb) y

$$e_{w} = 0.98 \quad f_{w} \quad e'_{w}$$

Flujo de calor latente (Gill, 1982):

$$Q_e = \rho_a C_e V (q_s - q_a) L_v$$

donde $\rho_a = 1.25 Kgm^{-3}$ es la densidad del aire, W es la velocidad promedio del viento (m s⁻¹), $L_v = 2.5008 \times 10^6 - 2.3 \times 10^3$ T_s (JKg^{-1}) es el calor latente de vaporización, C_e es el coeficiente de intercambio el cual depende de W y de la diferencia de temperaturas de la superficie del mar y del aire (Bunker, 1976), q_s es la humedad específica del mar a saturación y q_a es la humedad específica del aire, calculadas con las siguientes fórmulas:

$$q_s = \frac{0.622e_w}{P_a - 0.378e_w}$$

$$q_{a} = \frac{0.622e_{a}}{P_{a} - 0.378e_{a}}$$

Flujo de calor sensible (Friehe y Schmitt, 1976):

$$Q_{t} = \rho_{a}C_{p}(0.0026 + 0.86 \times 10^{-3} W\Delta T) \qquad W\Delta T < 0$$
$$Q_{t} = \rho_{a}C_{p}(0.002 + 0.97 \times 10^{-3} W\Delta T) \qquad 0 < W\Delta T < 25$$

$$Q_t = \rho_{\alpha} C_p (1.46 \ x \ 10^{-3} \ W \Delta T) \qquad W \Delta T > 25$$

donde C_p es el calor específico del aire a presión constante estimado como

$$C_p = 1004.6(1+0.8375q_p)JKg^{-1}K^{-1}$$
.

y ΔT es la diferencia entre la temperatura de la superficie del mar y la temperatura del aire.